干旱区地理
ARID LAND GEOGRAPHY

doi:10.12118/j.issn.1000－6060.2018.04.12

北疆黄土的磁化率各向异性揭示末次冰期以来古风向的变化①

程良清[1,2]， 宋友桂[1]， 孙焕宇[3]， 宗秀兰[1,2]， OROZBAEV Rustam[4]

（1 中国科学院地球环境研究所黄土与第四纪地质国家重点实验室，陕西 西安 710061；
2 中国科学院大学，北京 100049； 3 福建师范大学地理科学学院，福建 福州 350007；
4 吉尔吉斯斯坦科学院地质研究所，比什凯克 720040 ）

摘 要：黄土磁化率各向异性(AMS)被认为是重建古风向变化重要的指标之一，在黄土高原地区得到广泛的应用。然而新疆地区的黄土磁化率各向异性研究相对薄弱。通过对新疆塔城盆地库尔托别剖面磁化率各向异性参数和磁化率分析古风向和风力强度的变化，结果表明：塔城地区末次冰期以来以东南风为主，剖面从下至上，可分为5个阶段：第1阶段(12～14 m)：对应MIS3c时期，磁组构特征受水流作用的影响明显，表现为东南风。第2阶段(6～12 m)：对应MIS3b时期，出现西南风，但主要还是以东南风为主。第3阶段(4～6 m)：对应MIS3a早中期，以东南风为主，西南风逐渐消失，并且风力强度逐渐减弱。第4阶段(0.5～4 m)：对应MIS3a晚期和MIS2早期，表现为东南风，风力强度波动较大。第5阶段(0～0.5 m)：磁组构特征受成壤作用影响强烈。

关 键 词：磁化率各向异性；塔城黄土；磁组构特征；古风向

中图分类号：P534.63 **文献标识码**：A **文章编号**：

磁化率在不同的方向上的大小存在着差异，这主要是由于磁性颗粒在一定程度上的定向排列导致的。磁化率各向异性主要借助具有最大轴，中间轴以及最小轴的椭球体来反映各个方向上磁化率值存在的差异。HELLER等[1]将磁化率各向异性用于黄土研究中，发现洛川剖面不同深度磁组构存在一致性，验证了古地磁剩磁未受到明显的扰动。吴海斌等[2]通过现代模拟实验，发现粉尘沉积物磁化率各向异性长轴方向与主风向相吻合。因此，磁化率各向异性广泛用于不同地区的古风向重建[3-6]。如FRANCE and SUBIR[7]发现阿拉斯加黄土的磁化率各向异性记录平均古风向的变化，而将磁化率各向异性地区之间的差异归因于局地风向的影响。XIE等[8]通过黄土高原黄土—红粘土中磁化率各向异性的变化，发现晚新生代以来南北向的风逐渐增多。不断增多的南北向的风使得来自亚热带和热带的水汽向黄土高原地区的输送量减少，从而导致黄土高原地区的气候变得干旱。中亚地区也是世界主要黄土分布区之一，位于研究程度较高的黄土高原和欧洲两大黄土分布区之间。中亚黄土对研究亚洲内陆干旱化、北半球粉尘来源、古大气环流和全球气候变化具有重要的意义[9-10]。然而，中亚黄土由于绝对年代的缺乏，以及古气候指标还存在着争议，其研究程度远远落后于黄土高原地区黄土和欧洲黄土。塔城盆地位于中亚地区东部，冬季受蒙古—西伯利亚高压的强烈影响，夏季受西风环流北支的影响，因此塔城地区黄土能够较为敏感的记录古气候变化。古风向的变化对揭示古大气环流以及西风环流的演化具有重要意义。研究发现塔城地区的磁性矿物以较粗的单畴(SD)和多畴(MD)磁性颗粒为主，而较细的超顺磁(SP)颗粒较少[11-13]，表明塔城地区的成壤作用相对较弱，磁化率各向异性参数受成壤作用扰动的可能性较小。鉴于此，我们通过塔城盆地库尔托别剖面磁化率各向异性的研究探讨古风向的变化。本文中讨论的风向均为能够携带大量粉尘的大风主风向。

① **收稿日期**：2018－02－09； **修订日期**：2018－05－15
基金项目：国家重点研发计划全球变化专项(2016YFA0601902)；国家自然科学基金项目(41572162)；中国科学院国际合作重点项目(132B61KYS20160002)和俄乌白专项
作者简介：程良清(1990－)，男，硕士研究生，主要从事第四纪地质与古气候研究. E-mail:chenglq@ieecas.cn
通讯作者：宋友桂，男，博士，研究员，从事新生代地质与环境变化研究. E-mail:ygsong@loess.llqg.ac.cn

1 研究区概况

塔城盆地(43°25′~47°15′N,82°16′~87°21′E)位于新疆维吾尔自治区的西北部。地势南北高而中部低,地形大致呈喇叭状向西敞开(图1)。北靠为塔尔巴哈台山,南临巴尔鲁克山,东接准噶尔盆地,西与哈萨克斯坦接壤[14]。该区年平均温度为7 ℃,年平均降水量在150~250 mm之间,降水分布不均,山地降水稍多,可达到400 mm以上,气候类型为中温带干旱和半干旱型气候[13]。冬季受西伯利亚—蒙古高压西南部的控制,夏季受西风环流北支的影响,而在高空(>1 500m),终年盛行西风[15]。塔城地区年均大风日数空间分布总体上表现为北部多于南部,山区多于盆地。高婧等[16]通过分析塔城地区1961—2008年大风实测资料发现塔城偏东大风频率最高,并认为塔城出现的偏东大风是特殊的地理、地形条件与特定的环流形势共同作用的结果。冬季,冷空气堆聚在盆地低处,低层形成了稳定深厚的逆温层,入侵新疆的冷空气大多从盆地逆温层顶部滑过,因此地面风速较小。准噶尔盆地堆积冷空气后,气压相对较高,而塔城盆地气压相对较低,加大了东西风的气压差,造成塔城盆地冬季强劲偏东风[17]。李新东等[14]通过分析塔城地区大风风向与沙尘天气的关系发现偏东大风引起沙尘天气发生的概率最大(达77%),并认为位于东南方向的古尔班通古特沙漠、额敏河冲积平原可能是塔城地区沙尘的主要来源。塔城盆地的黄土主要分布在盆地的北侧,呈条带状堆积在塔尔巴哈台山的南麓,沉积厚度不大[18],在塔城盆地南侧的裕民县也可见到黄土分布[15],其厚度可达50 m。

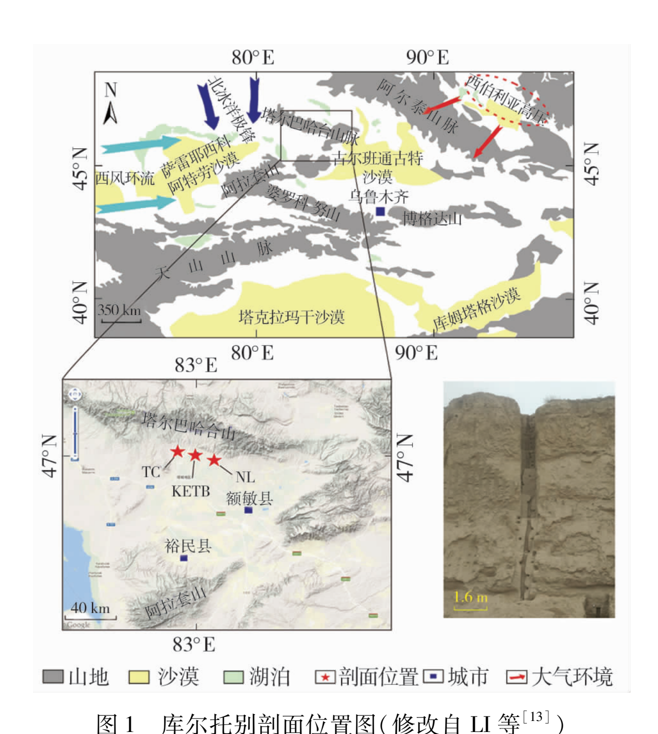


图1 库尔托别剖面位置图(修改自LI等[13])

Fig. 1 Location of the KETB loess profile in the Ili basin (modified from LI et al[13])

注:KETB:库尔托别剖面,TC:塔城剖面,NL:奴拉剖面

2 样品采集与实验方法

2.1 样品采集与剖面描述

库尔托别(KETB)剖面(46°53′09.8″N,83°06′20.8″E;海拔:850 m)位于塔城盆地北侧(图1),塔尔巴哈台山的南麓库尔托别村,厚14 m。实验区以2 cm为间隔共采集散样700个,用于质量磁化率的测试。用2 cm×2 cm×2 cm的立方体小盒以10 cm为间隔,采集3套平行定向古地磁样品,共采集420个古地磁样品,用于体积磁化率和磁化率各向异性测试。剖面描述如下:0~0.5 m,现代土壤层,含较多植物根系。0.5~10.5 m,黄土层,质地均匀,疏松多孔,含细小的钙质结核。10.5~13 m,弱古土壤层,颜色偏红。13~14 m,含小砾石层,小砾石直径<1 cm。

2.2 实验方法

质量磁化率(χ)使用Barrington MS2磁化率仪进行测量,分别测试低频磁化率(0.47 kHz)和高频磁化率(4.7 kHz),然后计算百分比频率磁化率。体积磁化率(κ)和磁化率各向异性(AMS)使用卡帕桥MFK1A多频磁化率仪进行测量,测量精度为2×10^{-8} SI,外场强度为200 A·m^{-1},测试频率为976 Hz,每个样品都进行了3个相互垂直方向的测量,AMS椭球体由最小二乘法获得,所需的各向异性参数由程序通过JELINEK[19]提出的Jelinek方法自动算出。所有测试均在中国科学院地球环境研究所黄土与第四纪地质国家重点实验室完成。

AMS由样品的磁化率椭球体的最大轴(*Kmax*)、中间轴(*Kint*)和最小轴(*Kmin*)来表示。通常磁化率各向异性主要参数有:磁线理(L)、磁面理(F)、各向异性度(P)、形状因子(T)、磁化率椭球体最大轴的偏角(*Dec-Kmax*)和倾角(*Inc-Kmax*)以及最小轴的偏角(*Dec-Kmin*)和倾角(*Inc-Kmin*)。L反映颗粒长轴呈线状排列的程度,受控于搬运介质流动方向的单一性及沉积动力强度。流体流动持续

而稳定,颗粒排列有序度高,则 L 值大,反之则 L 值小。F 反映沉积颗粒呈面状分布的程度,沉积物中微细层理构造发育得好,F 值大,反之,F 值小,因此其量值大小取决于沉积动力强度及沉积环境稳定状况。P 反映沉积物中颗粒排列的有序化程度,其数值大小反映了沉积环境的稳定性和沉积动力的强度。T 反映磁化率各向异性椭球体的形状,$T<0$ 时为棒状椭球体,$T>0$ 时为扁状椭球体。

2.3 年代标尺的建立

KETB 剖面位于 TC 剖面[20]以东 7 km 处(图 1)。TC 剖面厚度与 KETB 剖面基本一致,李云[20]通过高密度的光释光测年,建立塔城剖面末次冰期 MIS3 阶段以来的年代序列。KETB 剖面与 TC 剖面磁化率曲线的变化趋势基本一致,因此我们通过对比所测的 KETB 剖面磁化率与 TC 剖面的磁化率曲线,利用峰和谷进行对照得到年龄控制点,获得了 KETB 剖面的年代序列(图 2)。

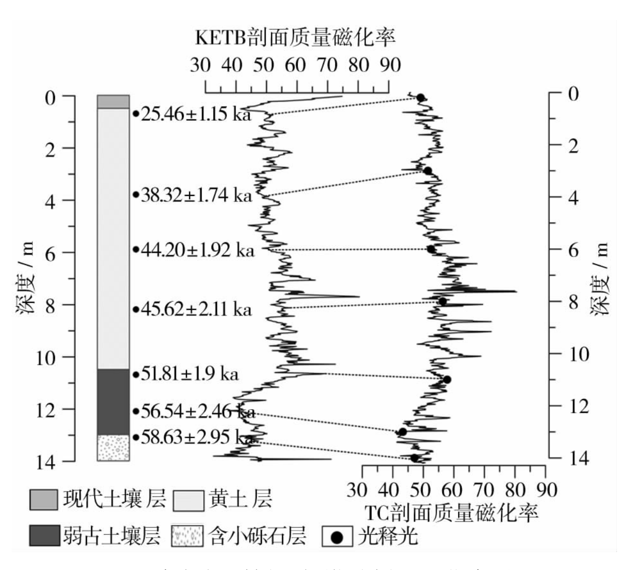


图 2　库尔托别剖面与塔城剖面磁化率对比

Fig. 2　Magnetic susceptibility variations with depth in KETB loess section

3　结果与讨论

3.1　磁化率

KETB 剖面的低频磁化率(χ_{lf})在 32.6×10^{-8} ~ 80.4×10^{-8} $m^3\cdot kg^{-1}$ 范围内波动,平均值为 $51.37\times10^{-8}\times10^{-8}$ $m^3\cdot kg^{-1}$。高频磁化率(χ_{hf})在 32.15×10^{-8} ~ 79.95×10^{-8} $m^3\cdot kg^{-1}$ 范围内波动,平均值为 51.06×10^{-8} $m^3\cdot kg^{-1}$。两者具有相同的变化趋势,但总体上低频磁化率比高频磁化率略高。百分比频率磁化率($\chi_{fd}\%$)在 -0.61% ~ 3.31% 范围内波动,平均值仅为 0.61%。所含负值除了与实验中测量误差有关外,还有可能与样品中成壤作用生成的超顺磁颗粒和磁性矿物含量较少有关[12]。体积磁化率在 328×10^{-6} ~ 813×10^{-6} SI,平均值为 469×10^{-6} SI,从图 3 可看出,体积磁化率和质量磁化率的变化趋势基本一致。

磁化率在不同的沉积阶段有明显的高低变化,含小砾石层和弱古土壤层磁化率明显低于黄土层(图 3),而现代土壤层的磁化率则高于黄土层。弱古土壤层磁化率值低于黄土层这一特征与黄土高原黄土—古土壤磁化率特征相反。成壤过程对于细颗粒磁性矿物有着较为突出的贡献,百分比频率磁化率($\chi_{fd}\%$)则反映了与成壤作用有关的超顺磁(SP)磁性矿物的含量[21-24]。黄土层百分比频率磁化率处于较为稳定的低值,而在弱古土壤层百分比频率磁化率与磁化率变化趋势相反,表明在弱古土壤发育期间成壤作用形成的超顺磁颗粒是占有一定比例的,但是对磁化率的贡献不大。在阿拉斯加[7,25]、西伯利亚[26-27]以及中国新疆的部分地区[21,28-30]黄土磁化率研究中也发现了成壤作用强度与磁化率大小反相关关系。针对于这种反相关的关系,主要存在两种假说:一是"风速论",认为在成壤作用弱的阶段,风速较大,风将较多的来自源区较粗的磁性颗粒带到沉积区,因而磁化率高[31-33]。二是"还原说",认为成壤作用强的阶段,湿度过剩,导致地表

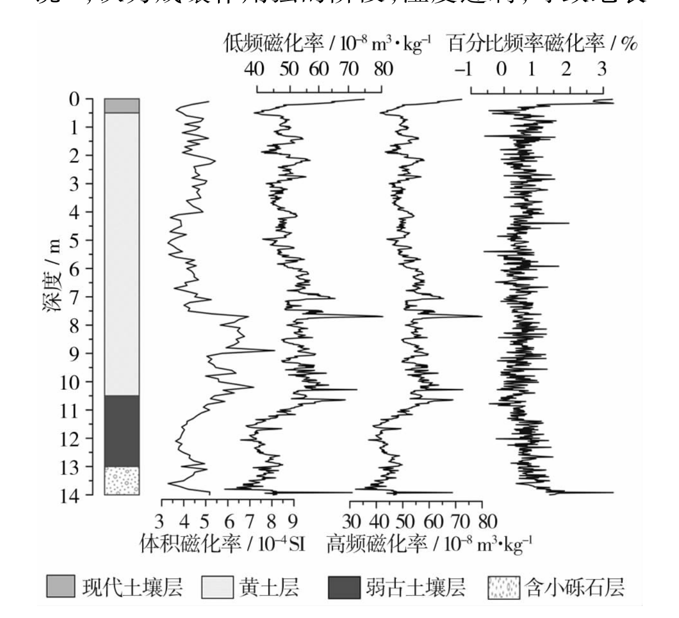


图 3　库尔托别剖面磁化率随深度的变化

Fig. 3　Magnetic susceptibility variations with depth in KETB loess section

成土环境为还原环境,从而使得喜氧的强磁性矿物磁赤铁矿和磁铁矿逐渐向厌氧的弱磁性矿物如褐铁矿或其他铁的硫化物转化,从而导致磁化率值低[34-35]。邓少福等[12]等通过分析奴拉黄土剖面碳酸盐含量变化发现,塔城黄土的碳酸盐含量较黄土高原要高,表明碳酸盐的淋溶作用较弱,淀积作用较强,有效湿度较低。因此"还原说"不能够解释塔城黄土和弱古土壤层的磁化率变化特征。其次,黄土以及弱古土壤层,较粗颗粒含量与磁化率表现为正相关性[12-13, 20],因此,我们认为磁化率增强机制的"风速论"可能适用于塔城地区黄土和弱古土壤层磁化率特征的解释,在源区保持一致的条件下,黄土和弱古土壤层的磁化率特征可以反映风力强度的变化。现代土壤层百分比频率磁化率(χ_{fd}%)与磁化率(χ_{lf})有相似的变化趋势,说明现代土壤发育期间,成壤作用形成的超顺磁(SP)磁性矿物对磁化率有着明显的贡献。含小砾石层的磁化率处于低值,百分比频率磁化率变化不大,表明该沉积阶段,土壤有效湿度较大,使得磁赤铁矿和磁铁矿向褐铁矿或其他的硫化物转化,导致磁化率值低。

3.2 磁化率各向异性

3.2.1 磁化率各向异性参数分析 由于三套平行样的结果相似,因此磁化率各向异性参数均取其平均值。实验结果表明,绝大部分$F<1.02$,呈现出典

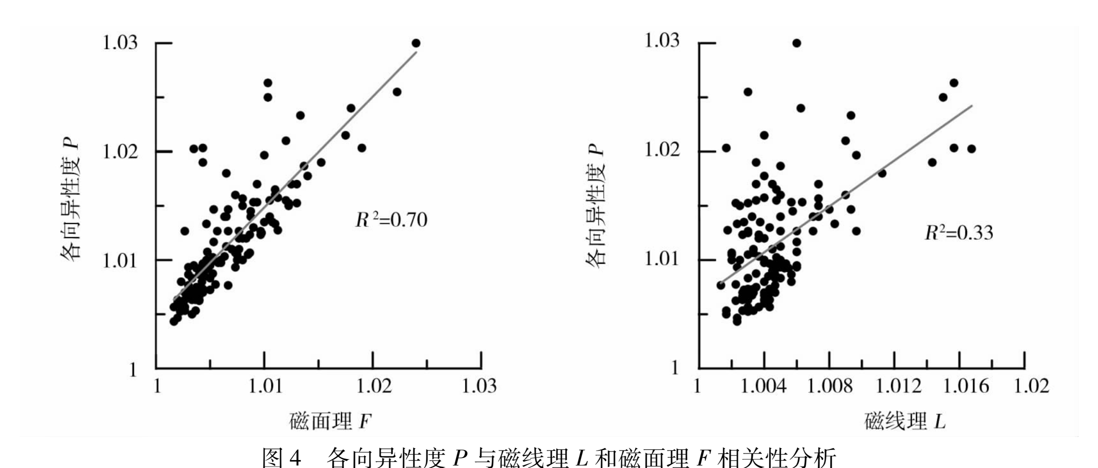


图 4 各向异性度 P 与磁线理 L 和磁面理 F 相关性分析

Fig. 4 Correlation analysis between degree of anisotropy (P) with lineation (L) and foliation (F)

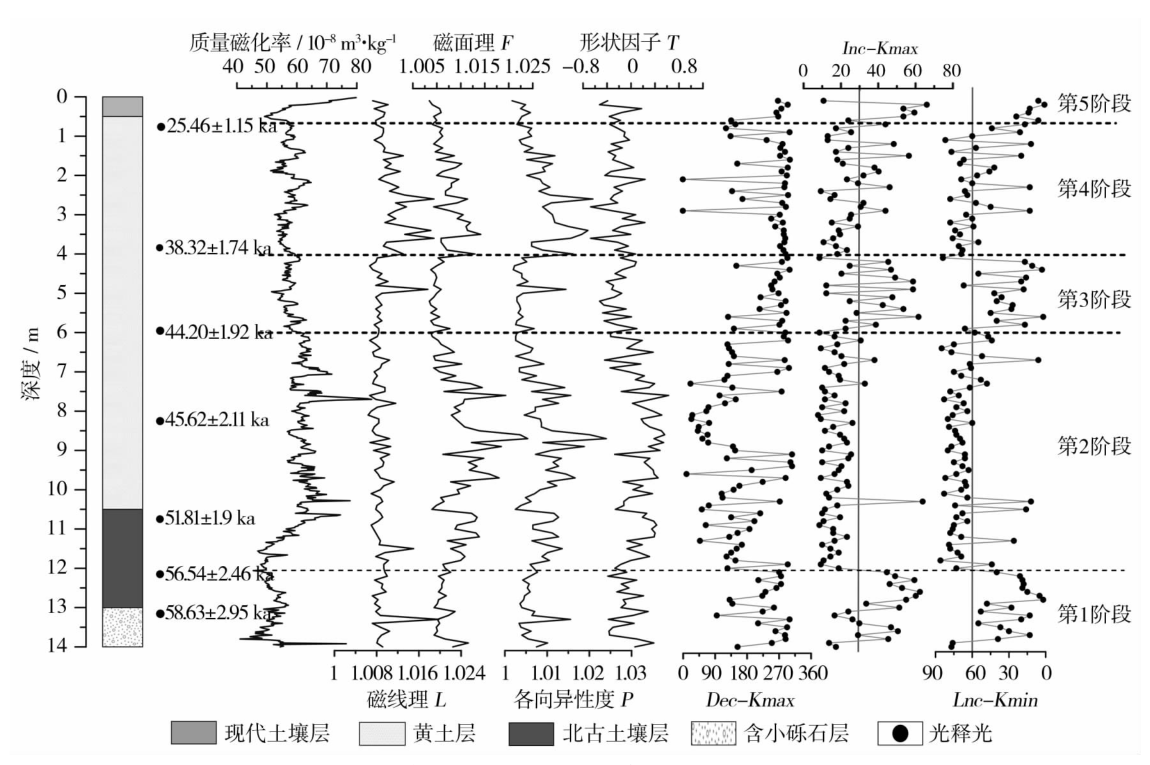


图 5 库尔托别剖面磁组构参数随深度的变化

Fig. 5 Relations between parameter of AMS with depth

型的风成沉积物特征[36]。P 和 F 有着较好的正相关性($R^2=0.7$),而与 L 的相关性较差($R^2=0.33$)(图4),且 P 和 F 曲线变化趋势较为一致(图5),表明库尔托别剖面磁化率各向异性的主导因素可能为 F。

从图5可以看出 F、P 以 T 与质量磁化率变化趋势较为一致。根据磁组构参数变化,从下至上,大致可以分为5个阶段。各阶段平均磁性参数的变化如下表(表1)所示,不同的沉积阶段磁组构特征存在一定的差异。通过对比可以看出,阶段1和阶段2的 $T>0$,磁化率各向异性椭球体为扁状。$L<F$,磁面理较为发育。阶段3、阶段4和阶段5的 $T<0$,磁化率各向异性椭球体为棒状;$L>F$,磁线理较为发育。

3.2.2 对古风向的指示 前人研究表明粉尘沉积物的AMS特征可以用来重建古风向[2-3]。AMS长轴偏角的分布与古风向有着密切的关系,因此我们通过库尔托别剖面AMS特征探讨塔城地区各阶段古风向的变化。

表1 各阶段AMS特征对比

Tab.1 Parameter of anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) in each stage

阶段	L	F	P	T
第1阶段:12~14 m	1.004 563	1.004 838	1.009 350	0.077 738
第2阶段:6~12 m	1.003 833	1.009 068	1.012 921	0.338 413
第3阶段:4~6 m	1.004 050	1.003 117	1.007 217	-0.084 83
第4阶段:0.5~4 m	1.006 895	1.006 324	1.013 343	-0.053 8
第5阶段:0~0.5 m	1.004 067	1.003 000	1.007 067	-0.116 6

当 $Kmax$ 和 $Kint$ 之间的半角不确定性 $E_{12}<22.5°$ 时,被认为具有显著的置信水平($\alpha>95\%$)[3-4,37]。通过分析 E_{12} 发现(图6),大部分的样品(76.15%)均处于显著置信水平,即 $E_{12}<22.5°$。对主轴方向偏角和倾角统计研究表明,当 *Inc-Kmin* 近于垂直(≥60°)而 *Inc-Kmax* 近与水平时(<30°),表明沉积物在沉积后没有受到明显的扰动,因而可以保留原生磁组构信息[38-39]。第1阶段,第3阶段和第5阶段大部分的样品表现出 *Inc-Kmax* >30°和 *Inc-Kmin* <60°(图5),因此,第1阶段,第3阶段和第5阶段可能受到了明显沉积后的扰动。我们在讨论古风向的变化时没有考虑 $E_{12}>22.5°$以及明显受沉积后作用扰动的样品。根据样品 $Kmax$ 和 $Kmin$ 的倾角和偏角的作出赤平投影图,可以很清晰地反映了 $Kmax$ 和 $Kmin$ 的分布情况,$Kmin$ 接近圆心分布,$Kmax$ 接近圆周分布。*Dec-Kmax* 的玫瑰花图是指示 $Kmax$ 方向最为直观的手段,每一个扇形部分均代表了一定数量的样品,半径最长的扇形表示该方向上样品分布最为集中。我们将每阶段所有的样品以及去除不合格之后的样品,分别作赤平投影图和玫瑰花图(间隔10°)(图7),分析古风向的变化。

第1阶段(12~14 m):对应的年代老于56.54 ka(图5),指示NW—SE方向的风(图7)。该阶段受沉积后扰动作用较大,出现小砾石,说明存在较为显著的水流作用。因此我们推测第1阶段的磁组构

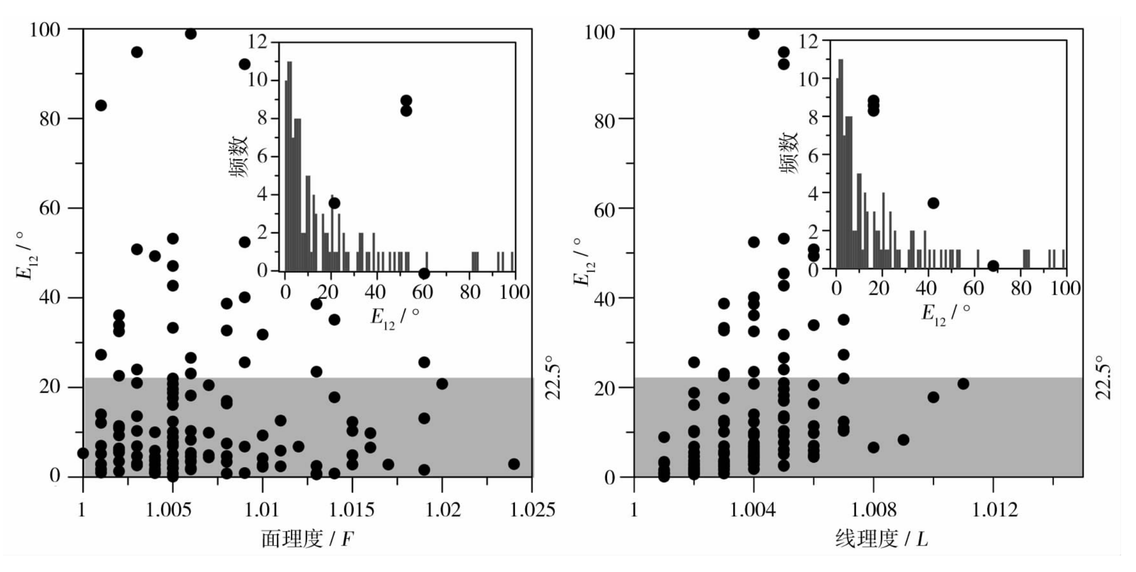


图6 长轴和中间轴之间的半角不确定性 E_{12} 与磁线理 L 和磁面理 F 之间的关系

Fig.6 Relations between half angle uncertainty of $Kmax$ and $Kint$ (E_{12}) with lineation (L) and foliation (F)

特征受水流作用的影响。该阶段对应于深海氧同位素 MIS3c 时期,该时期气候偏暖,有河流发育。第 2 阶段(6 ~ 12 m),对应的年代约为 44.2 ~ 56.54 ka(图 5)。指示出现 NE—SW 方向的风,但主要为 NW—SE 方向的风(图 7)。此阶段刚好对应 MIS3b 阶段。有研究表明位于准噶尔盆地东部的阿尔泰山脉在 52.1 ~ 34.4 ka 期间山地冰川广泛发育,冰川规模比 MIS2 阶段要大的多[40-41]。因此,阿尔泰山地冰川的发育使得准噶尔盆地具有更强的冷高压,塔城盆地与准噶尔盆地之间的气压差加大。因此造成塔城地区更强的偏东风。其次,出现的 NE—SW 方向的风可能与中天山和西天山冰川前进有关[42-43],中天山和西天山冰川前进,使得冰川周边的冷高压不断地向北方向推进而逐渐靠近塔城地区,从而塔城盆地西南方向的风力也增强。当然也可能与塔城西部地区近地面西风的加强有关,强劲的近地面西风遇到天山的阻挡转变为西南方向风。该阶段为两种风向的交替出现,物源和风力共同控制着磁化率值的高低。第 3 阶段(4 ~ 6 m),对应的年代为38.32 ~ 44.2 ka(图5)。风力也逐渐减小,

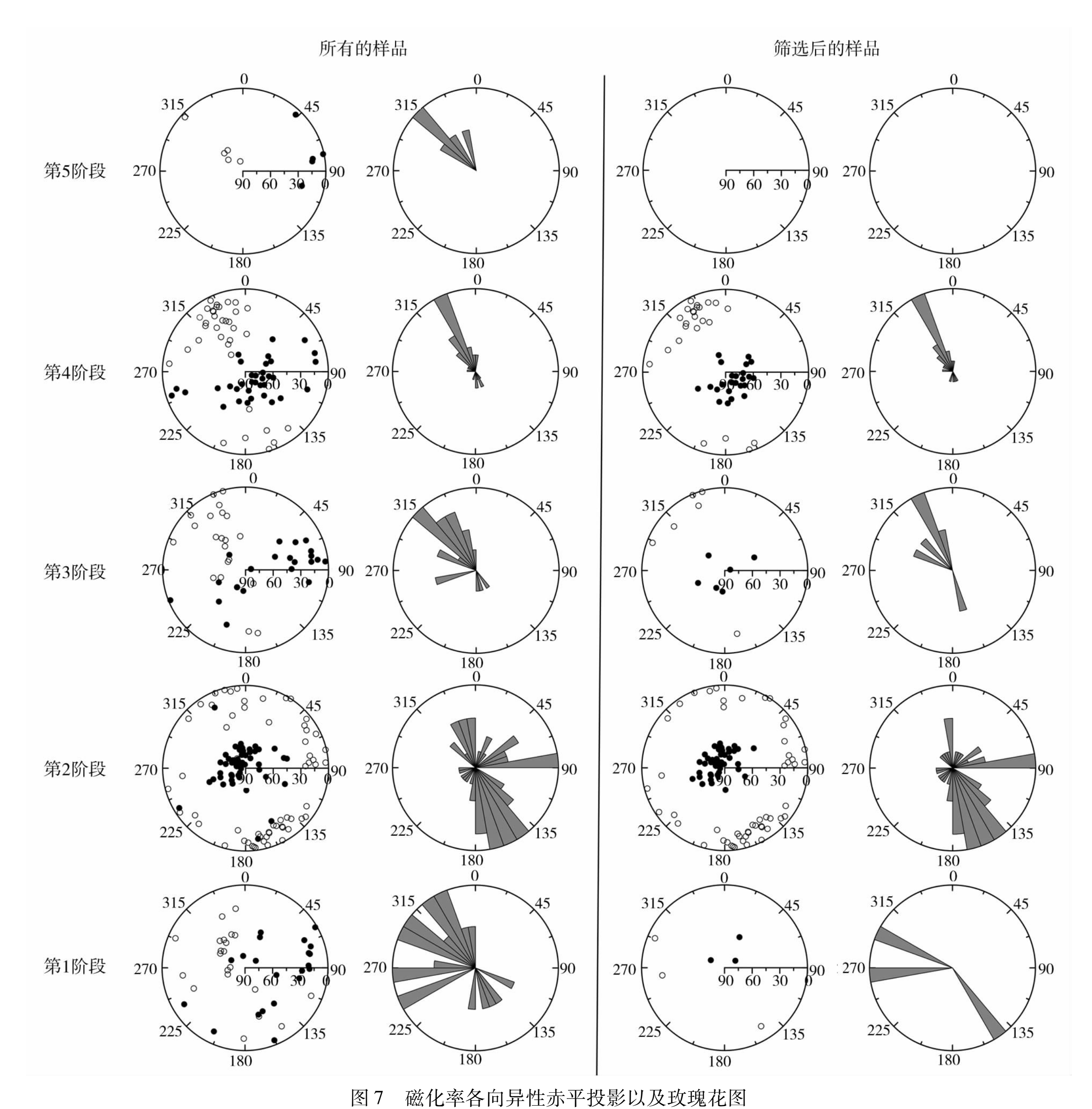


图 7　磁化率各向异性赤平投影以及玫瑰花图

Fig. 7　Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) results for KETB loess section

注:空心圆点为 *Kmax* 分布,实心圆点为 *Kmin* 分布

NE—SW 方向的风逐渐消失,仍以 SE—NW 方向的风为主,该阶段原生磁组构特征受到干扰。F 与沉积后的压实作用密切相关[3],随着压实作用的增强,逐渐将磁性颗粒的长轴旋至沉积面,F 值减小。该阶段 F 处于低值,表明该阶段沉积物受到的压实作用可能较强,压实作用可能对磁组构特征形成干扰[44]。该阶段对应于 MIS3a 阶段早中期,高纬度(65°N)太阳辐射逐渐增强[45],温度逐渐上升。西天山和中天山冰川可能逐渐退却,而阿尔泰山地冰川位于西伯利亚—蒙古高压这一巨大冷源的影响下,温度可能变化不大而仍有较大的冰川规模。CHEN 等[46]也发现 37.4 ~44.2 ka 期间,天山东部的冰川发育规模比天山中部要大。该阶段西风环流相对于 MIS3b 时期,强度也有所减弱。因此,西南方向的风逐渐消失,而仍以东南方向的风为主。第 4 阶段(0.5 ~4 m),对应年代约为 25.46 ~38.32 ka。该阶段为 MIS3a 阶段晚期和 MIS2 阶段早期,NE—SW 方向的风完全消失,以 NW—SE 方向的风为主(图 7)。此阶段气候逐渐变冷,磁化率以及磁化率各向异性参数波动幅度较大(图 5),表明风力强度波动较大。第 5 阶段(0 ~0.5 m),该阶段无法确定准确年代。该阶段出现大量植物根系,我们推测现代成壤作用干扰了磁组构特征,磁化率值大小可能主要反映成壤作用强度。因此,整体上,MIS3 阶段以来塔城黄土记录的古风向以东南风为主,这一结论也得到了塔城地区现代大风风向的主风向的支持[14, 16－17]。

4　结 论

本文通过新疆塔城盆地库尔托别剖面 AMS 特征,并结合质量磁化率分析古风向和风力强度的变化。其结论为:MIS3 阶段以来塔城地区主要为东南风,与现代观测的结果一致。剖面从下至上,分别可分为 5 个阶段:第 1 阶段(12 ~14 m):对应 MIS3c 晚期,气候较为暖湿,磁组构特征受水流作用的影响明显。第 2 阶段(6 ~12 m):对应 MIS3b 时期。冰川发育规模大,出现西南风,但主要还是以东南风为主。第 3 阶段(4 ~6 m):对应 MIS3a 早中期。在此期间西南风逐渐消失,并且风力强度逐渐减弱。第 4 阶段(0.5 ~4 m):MIS3a 晚期和 MIS2 早期。以东南风为主,风力强度波动较大。第 5 阶段(0 ~0.5 m):磁组构特征受成壤作用影响强烈。

参考文献(References)

[1] HELLER F, BEAT M, WANG J, et al. Magnetization and sedimentary history of loess in the central loess plateau of China[M]. Beijing: Chinese Ocean Press, 1987: 147 －163.

[2] 吴海斌,陈发虎,王建民,等. 现代风成沉积物磁化率各向异性与风向关系的研究[J]. 地球物理学报, 1998, 41(6): 811 －817. [WU Haibin, CHEN Fahu, WANG Jianmin, et al. A study on the relationship between magnetic anisotropy of modern eolian sediments and wind direction[J]. Acta Geophysica Sinica, 1998, 41(6): 811 －817.]

[3] ZHU R, LIU Q, JACKSON M J. Paleoenvironmental significance of the magnetic fabrics in Chinese loess-paleosols since the last interglacial (< 130 ka) [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2004, 221(1 －4): 55 －69.

[4] ZHANG R, KRAVCHINSKY V A, ZHU R, et al. Paleomonsoon route reconstruction along a W-E transect in the Chinese Loess Plateau using the anisotropy of magnetic susceptibility: Summer monsoon model[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2010, 299(3 －4): 436 －446.

[5] GONG H, ZHANG R, YUE L, et al. Magnetic fabric from red clay sediments in the Chinese Loess Plateau[J]. Scientific Reports, 2015, 5: 9706.

[6] HROUDA F, CHADIMA M, JEZEK J, et al. Anisotropy of out-of-phase magnetic susceptibility of rocks as a tool for direct determination of magnetic subfabrics of some minerals: An introductory study[J]. Geophysical Journal International, 2017, 208(1): 385 －402.

[7] FRANCE L, SUBIR K B. Paleowind directions from the magnetic fabric of loess profiles in central Alaska[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2002, 195: 99 －112.

[8] XIE X, XIAN F, WU Z, et al. Asian monsoon variation over the late Neogene-early Quaternary recorded by anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) from Chinese loess[J]. Quaternary International, 2016, 399: 183 －189.

[9] DING Z L, RANOV V, YANG S L, et al. The loess record in southern Tajikistan and correlation with Chinese loess[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2002, 200: 387 －400.

[10] MACHALETT B, OCHES E A, FRECHEN M, et al. Aeolian dust dynamics in Central Asia during the Pleistocene: Driven by the long-term migration, seasonality, and permanency of the Asiatic polar front[J]. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2008, 9(8): 1 －22.

[11] 李冠华,夏敦胜,赵爽,等. 新疆塔城地区黄土沉积的磁学特征及其对古环境变化的指示[J]. 中国沙漠, 2012, 32(6): 1565 －1575. [LI Guanhua, XIA Dunsheng, ZHAO Shuang, et al. Magnetic properities and paleoclimatic implication of the loess deposits in Tacheng, northwest China[J]. Journal of Desert Research, 2012, 32(6): 1565 －1575.]

[12] 邓少福,杨太保,秦宏毅,等. 新疆塔城黄土古土壤磁化率特征及其影响因素[J]. 中国沙漠, 2011, 31(4): 848 －854. [DENG Shaofu, YANG Taibao, QIN Hongyi, et al. Magnetic susceptibility and its influencing factors from loess-paleosol in Tacheng, Xinjiang, China[J]. Journal of Desert Research, 2011, 31(4): 848 －854.]

[13] LI G,XIA D,JIN M,et al. Magnetic characteristics of loess-paleosol sequences in Tacheng,northwestern China,and their paleoenvironmental implications[J]. Quaternary International,2015,372:87 –96.

[14] 李新东,马玲霞,张广兴,等. 塔额盆地大风、沙尘天气统计特征分析[J]. 沙漠与绿洲气象,2008,2(6):19 –23. [LI Xindong,MA Lingxia,ZHANG Guangxing,et al. Analysis of statistical characteristics on gale and sand-dust weather in Tacheng-Emin Basin[J]. Desert and Oasis Meteorology,2018,2(6):19 –23.]

[15] 叶玮. 新疆西风区黄土沉积特征与古气候[M]. 北京:海洋出版社,2001:1 –179. [YE Wei. Loess deposition features and paleoclimate in the westerlies-dominated region of Xinjiang[M]. Beijing:Ocean Press,2001:1 –179.]

[16] 高婧,井立军,井立红,等. 新疆塔城地区大风年际振荡及环流背景[J]. 干旱区地理,2011,34(2):284 –291. [GAO Jing,JING Lijun,JING Lihong,et al. Interannual oscillation and circulation features of gale weather in Tacheng Prefecture,Xinjiang[J]. Arid Land Geography,2011,34(2):284 –291.].

[17] 李江风. 新疆气候[M]. 北京:气象出版社,1991:17 –18. [LI Jiangfeng. Xinjiang climate[M]. Beijing:Meteorological Press,1991:17 –18.].

[18] LI Y,SONG Y G,YAN L B,et al. Timing and spatial distribution of loess in Xinjiang,NW China[J]. Plos One,2015,10(5):1 –16.

[19] JELINEK V. Characterization of the magnetic fabric of rocks[J]. Tectonophysics,1981,79(3):T63 –T67.

[20] 李云. 新疆伊犁和塔城黄土记录的末次冰期以来的古气候变化[D]. 西安:中国科学院地球环境研究所,2014. [LI Yun. Paleoclimatic changes recorded in Tacheng and Ili loess-paleosol sequences in the Xinjiang area since the last glaciation[D]. Xi'an:Institute of Earth Environment,Chinese Academy of Sciences,2014.]

[21] SONG Y,SHI Z,FANG X,et al. Loess magnetic properties in the Ili Basin and their correlation with the Chinese Loess Plateau[J]. Science China Earth Sciences,2010,53(3):419 –431.

[22] HAO Q,OLDFIELD F,BLOEMENDAL J,et al. Hysteresis and thermomagnetic properties of particle-sized fractions from loess and palaeosol samples spanning 22 Myr of accumulation on the Chinese Loess Plateau[J]. Geophysical Journal International,2012,191(1):64 –77.

[23] HAO Q,OLDFIELD F,BLOEMENDAL J,et al. The magnetic properties of loess and paleosol samples from the Chinese Loess Plateau spanning the last 22 million years[J]. Palaeogeography,Palaeoclimatology,Palaeoecology,2008,260(3 –4):389 –404.

[24] DENG C,SHAW J,LIU Q,et al. Mineral magnetic variation of the Jingbian loess/paleosol sequence in the northern Loess Plateau of China:Implications for Quaternary development of Asian aridification and cooling[J]. Earth and Planetary Science Letters,2006,241(1 –2):248 –259.

[25] LIU X M,HESSE P,ROLPH T,et al. Properties of magnetic mineralogy of Alaskan loess:Evidence for pedogenesis[J]. Quaternary International 1999,62:93 –102.

[26] ZHU R,KAZANSKY A,MATASOVA G,et al. Rock-magnetic investigation of Siberia loess and its implication[J]. Chinese Science Bulletin,2000,45(23):2192 –2198.

[27] CHLACHULA J. The Siberian loess record and its significance for reconstruction of Pleistocene climate change in north-central Asia[J]. Quaternary Science Reviews,2003,22(18 –19):1879 –1906.

[28] JIA J,XIA D,WANG B,et al. The investigation of magnetic susceptibility variation mechanism of Tien Mountains modern loess:Pedogenic or wind intensity model? [J]. Quaternary International,2013,296:141 –148.

[29] LIU Y,SHI Z,DENG C,et al. Mineral magnetic investigation of the Talede loess-palaeosol sequence since the last interglacial in the Yili Basin in the Asian interior[J]. Geophysical Journal International,2012,190(1):267 –277.

[30] SONG Y,SHI Z,DONG H,et al. Loess magnetic susceptibility in Central Asia and its paleoclimatic significance[C]// Geoscience and Remote Sensing Symposium,2008,2:1227 –1230.

[31] BEGET J E,STONE D B,HAWKINS D B. Paleoclimatic forcing of magnetic susceptibility variations in Alaskan loess during the late Quaternary[J]. Geology,1990,18(1):40.

[32] KRAVCHINSKY V A,ZYKINA V S,ZYKIN V S. Magnetic indicator of global paleoclimate cycles in Siberian loess-paleosol sequences[J]. Earth and Planetary Science Letters,2008,265(3 –4):498 –514.

[33] CHLACHULA J,EVANS M E,RUTTER N W. A magnetic investigation of a late Quaternary loess/palaeosol record in Siberia[J]. Geophysical Journal International,1998,132(1):128 –132.

[34] 刘秀铭,刘东生,夏敦胜,等. 中国与西伯利亚黄土磁化率古气候记录—氧化和还原条件下的两种成土模式分析[J]. 中国科学(D辑):地球科学,2007,37(10):1382 –1391. [LIU Xiuming,LIU Dongsheng,XIA Dunsheng. China and Siberian loess magnetic susceptibility records-two models of soil formation under oxidation and reduction conditions[J]. Science in China,2007,37(10):1382 –1391.]

[35] MACHER B A. Magnetic properties of modern soils and Quaternary loessic paleosols:Paleoclimatic implications[J]. Palaeogeography,Palaeoclimatology,Palaeoecology,1998,137:25 –54.

[36] 张家强,李从先,丛友滋. 水成沉积与风成沉积及古土壤的磁组构特征[J]. 海洋地质与第四纪地质,1999,19(2):85 –94. [ZHANG Jiaqiang,LI Congxian,CONG Youzi. Magnetic fabric characterics of hydraulic deposit,eolian deposit and paleosol[J]. Marine Geology & Quaternary Geology,1999,19(2):85 –94.].

[37] LAGROIX F,BANERJEE S. The regional and temporal significance of primary aeolian magnetic fabrics preserved in Alaskan loess[J]. Earth and Planetary Science Letters,2004,225(3 –4):379 –395.

[38] YOKOKAWA M,FRANZ S-O. Changes in grain size and magnetic fabric at Blake-Bahama Outer Ridge during the late Pleistocene (marine isotope stages 8 –10)[J]. Marine Geology,2002,189:123 –144.

[39] 黄孝刚,孙继敏. 末次间冰期以来黄土—古土壤序列的磁组构特征及其指示的古风向[J]. 第四纪研究,2005,25(4):516 –522. [HUANG Xiaogang,SUN Jimin. Study of the magnetic fabrics in Chinese loess-paleosols since the last interglacial:Implication of the paleowind direction[J]. Quaternary Sciences,2005,25(4):516 –522.]

[40] YANG J,CHEN Y,XU X,et al. Quaternary glacial history of the

Kanas Valley, Chinese Altai, NW China, constrained by electron spin resonance and optically stimulated luminescence datings[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2017, 147: 164 – 177.

[41] ZHAO J D, YIN X F, HARBOR J M, et al. Quaternary glacial chronology of the Kanas River valley, Altai Mountains, China[J]. Quaternary International, 2013, 311: 44 – 53.

[42] KOPPES M, GILLESPIE A R, BURKE R M, et al. Late Quaternary glaciation in the Kyrgyz Tien Shan[J]. Quaternary Science Reviews, 2008, 27(7 – 8): 846 – 866.

[43] LI Y, LIU G, CHEN Y, et al. Timing and extent of Quaternary glaciations in the Tianger Range, eastern Tian Shan, China, investigated using ^{10}Be surface exposure dating[J]. Quaternary Science Reviews, 2014, 98: 7 – 23.

[44] LIU W, SUN J. High-resolution anisotropy of magnetic susceptibility record in the central Chinese Loess Plateau and its paleoenvironment implications[J]. Science China Earth Sciences, 2012, 55(3): 488 – 494.

[45] BERGER A. Long-term variations of caloric insolation resulting from the earth's orbital elements[J]. Quaternary Research, 1978, 9(2): 139 – 167.

[46] CHEN Y, LI Y, WANG Y, et al. Late Quaternary glacial history of the Karlik range, easternmost Tian Shan, derived from ^{10}Be surface exposure and optically stimulated luminescence datings[J]. Quaternary Science Reviews, 2015, 115: 17 – 27.

Paleowind direction variations revealed by anisotropy of magnetic susceptibility of loess deposits in north Xinjiang since the last glacial period

CHENG Liang-qing[1,2], SONG You-gui[1], SUN Huan-yu[3], ZONG Xiu-lan[1,2], OROZBAEV Rustam[4]

(1 *State Key Laboratory of Loess and Quaternary Geology, Institute of Earth Environment, Chinese Academy of Sciences, Xi'an* 710061, *Shaanxi, China*; 2 *University of Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100049, *China*; 3 *College of Geographical Sciences, Fujian Normal University, Fuzhou* 350007, *Fujian, China*; 4 *Institute of Geology, National Academy of Sciences of Kyrgyz Republic, Bishkek* 720040, *Kyrgyzstan*)

Abstract: As a proxy of paleowind direction, the anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) has been widely applied to reconstruct the paleowind history of aeolian loess deposits in Chinese Loess Plateau (CLP). However, fewer attentions have been paid to AMS in Xinjiang loess. In this study, we present AMS results from an aeolian loess section near Tacheng in North Xinjiang, China. Based on magnetic susceptibility and AMS, we discussed variations of paleowind intensity and direction. In general, SE paleowind dominatesin this area since Marine Isotope Stage (MIS)3. According to magnetic fabric characteristics, we divide the section into five stages of paleowind variations. The stage 1 (12 – 14 m in depth), corresponding to late MIS3c, is characterized by reworked aeolian sediment. The stage 2 (6 – 12 m in depth), corresponding to MIS3b, is characterized by dominate SE wind with the appearance of SW wind. During MIS3b, large-scale glaciers in Altay Mountains may cause stronger cold high pressure in the Junggar Basin. Undoubtedly, the pressure gap between Junggar Basin and Tacheng Basin will be enlarged, which will produce stronger SE wind in Tacheng Basin during MIS3b. Glacier widely developed during MIS3b in Tianshan can also push cold high pressure to expand to the north and close to Tacheng Basin, which is in favor to form stronger SW wind in Tacheng Basin. The stage 3 (4 – 6 m in depth), corresponding to early and middle MIS3a, is characterized by decreasing intensity of wind and disappearing SW wind. Magnetic fabric characteristics is disturbed to some extent. During this stage, temperature increased and glaciers in Tianshan retreated because of gradually increasing high-latitude (65°N) solar insolation. However, due to particular location, Altay glacier will still keep its larger scale under Mongolia and Siberian high-pressure system. Retreating glacier in Tianshan may cause gradually the disappearing of SW wind in Tacheng Basin. The stage 4 (0.5 – 4 m in depth), corresponding to late MIS3a and early MIS2, is characterized by completely disappeared SE wind and rapid fluctuating intensity of wind. The stage 5 (0 – 0.5 m in depth), corresponding to topsoil, is characterized by that the magnetic fabric characteristics is totally disturbed by pedogenesis. Systematical AMS investigation of Tacheng loess will provide a new insight in understanding dust source and mechanisms of climate changes in Tacheng Basin.

Key words: anisotropy of magnetic susceptibility; Tacheng loess; magnetic fabric characteristics; paleowind direction.